Vorläufiger Bericht über die geologisch-petrographischen Aufnahmsarbeiten in den Euganeen im Jahre 1911

von

Dr. **Michael Stark.**

(Vorgelegt in der Sitzung am 21. März 1912.)

Zu Ostern vorigen Jahres wurden mit Unterstützung des k. k. Ministeriums für Kultus und Unterricht und der kaiserl. Akademie der Wissenschaften in Wien die geologisch-petrographischen Aufnahmsarbeiten in den Euganeen fortgesetzt. Dieselben sollten durch die Ausdehnung des Aufenthaltes im Gebiete auf 9 Wochen die Studien im Felde beendigen. Dieses Ziel verhinderte leider das ganz ungewöhnlich andauernde regnerische Wetter des März und April 1911. Trotzdem konnte eine Reihe wichtigerer neuer Beobachtungen in den Euganeen gemacht werden, welche ganz kurz im folgenden mitgeteilt werden sollen. Ein etwas ausführlicherer Bericht, der gleichzeitig auf die in letzter Zeit erschienene Literatur eingeht, wird demnächst in Tscherm. Min. petr. Mitt. erscheinen.

Eruptionszentrum.

Die wichtigste Aufgabe war die Aufnahme des Gebietes um Cingolina Galzignano. Die Inangriffnahme dieses Euganeenteils lehrte bald, daß es sich da um verwickelte Probleme handle. Die zahlreichen Komplikationen im geologischen Aufbau daselbst sind zurückzuführen auf die Entwicklung des Haupteruptionszentrums im Gebiete um Cingolina. Die wichtigsten Argumente für dessen Vorhandensein sind gelegen:

1. Im Vorkommen größerer Massen körniger Gesteine.

2. Im Nachweis der Häufung von Eruptivgesteinsgängen.

3. Im Vorhandensein von Kraterschloten und deren Füllmaterial.

1.

Durch H. Reusch und Tschichatscheff[1] wurde ein Syenit-Gabbro-Vorkommen bei Cingolina entdeckt, welches nochmals durch Graef und Brauns[2] beschrieben wurde.

Die vorjährigen Aufnahmen führten zur Feststellung zweier weiterer größerer Syenitvorkommnisse im Gebiete Cingolina Galzignano. Das erstgenannte Auftreten des Syenits (I) entspricht der Stelle der militärgeographischen Karte 1 : 25.000: $^1/_2$ *cm* südwestlich *C* von Cingolina. Als Lokalisierung der beiden anderen Vorkommnisse diene: II. $^1/_2$ *cm* südlich *li* von Cingolina, III. 1 *cm* südlich *M* von M. delle Basse.

Der vorherrschende Gesteinstypus in II und III ist dem in I gleich, welcher von den genannten Forschern bereits eingehend beschrieben wurde. Die räumliche Erstreckung ist bei I, II und III eine verhältnismäßig geringe. I und II wird umgeben von einem eigentümlichen Plagioklastrachyt und läßt keinen Kontakt mit einem Sediment erkennen; III hingegen wird großenteils von Liparit umschlossen, scheint aber an einer Stelle auch an Sediment zu grenzen. An dieser letzteren Grenze findet sich eine merkwürdige lokale Ausbildung des Syenits durch Führung von rosa gefärbtem Titanit und braunviolettem Augit. Stellenweise wird der Syenit pegmatitartig und zu einem Sanidingestein mit bis 1 *cm* langen Sanidinen, welche dadurch eigentümlich sind, daß sie einen Winkel der optischen Achsen gleich 0 besitzen. In unmittelbarer Nähe dieser Grenzbildung lassen sich Silikathornfelse nachweisen mit sehr viel Wollastonit (manche Krystalle bis 1 $^1/_2$ *cm* groß), Granat, grünem Augit, Magnetkies, Pyrit und Schorlomit.[3] Nahe bei

[1] Neues Jahrb. f. Min. etc., 1884, Bd. II.

[2] Ebenda, 1893, Bd. I.

[3] Mehrere Millimeter große derbe Körner, schwarz, glasglänzend, isotrop, nur in sehr dünnen Splittern mit brauner Farbe kantendurchscheinend; spezifisches

diesen Silikathornfelsen trifft man auch Kalkblöcke, zwar nicht im Anstehenden, doch läßt sich aus der Häufigkeit der Blöcke auf Anstehendes schließen. Gegen die Kontaktlinie des Syenits III zum Liparit hin stellt sich — allerdings nur auf kurze Distanz — ein Feinerwerden des Syenitkornes ein. Die Grenze gegen den Liparit ist scharf; doch trifft man gelegentlich im Liparit noch Schuppen oder Nester von Biotit. Sehr eigentümlich sind auch die Strukturverhältnisse im Grenzliparit. Während die Hauptmasse des M. delle Basse-Liparits in dichter Grundmasse millimetergroße Quarz- und Sanidineinsprenglinge führt, verlieren sich diese in unmittelbarer Nähe des Syenits und der Liparit wird fein-, seltener mittelkörnig. Sehr wichtig ist, daß der Liparit mit zwei schmalen Apophysen in den Syenit hineingreift. Demnach ist der Liparit später erstarrt als der Syenit, welch letzterer hinwiederum den Kalk metamorphosiert zu haben scheint.

Auch im Syenit I und II sind derartige strukturelle Eigentümlichkeiten am Kontakt des Syenits mit Plagioklastrachyt oder Liparit ausgeprägt.

Ziemlich regelmäßig stellt sich im Plagioklastrachyit am Kontakt ein Wechsel von basischen und sauren (pegmatitartigen) Gesteinen ein. In den sauren pegmatitartigen Gesteinen trifft man gelegentlich auch Mikropegmatit oder perthitischen Feldspat mit sehr feinen Spindeln.

In den Vorkommnissen I bis III finden sich neben dem normalen grobkörnigen syenitischen Typus noch untergeordnet basischere Typen: gabbro-diabasartig, wie sie schon von den früheren Forschern bei I beschrieben wurden, dann solche mit wenigen dunklen Gemengteilen oder ohne sie. Wenn auch die definitive Entscheidung über die Stellung all dieser körnigen Gesteinstypen erst nach der Vollendung des umfassenden petrographischen Studiums der Euganeengesteine gefällt werden kann, so muß doch schon jetzt gesagt werden, daß die Syenite nicht als anstehendes Grundgebirge aufzufassen sind, sondern

---

Gewicht und Härte granatähnlich. Vor dem Lötrohr ziemlich schwer schmelzbar. Deutliche Ti-Reaktion mit H_2O_2. Boraxperle im Oxydationsfeuer gelb, nach dem Abkühlen farblos.

daß es sich bei ihnen mit aller Wahrscheinlichkeit um Gebilde handelt, die zwar dem gleichen Magmaherd ihre Entstehung verdanken, der die liparitischen, trachytischen und basischen Laven lieferte, die aber nicht auf ihrem jetzigen Orte erstarrt sind, sondern als bereits verfestigte Schollen durch die aufbrechenden Eruptivmassen der Euganeen aus größerer Tiefe an ihren heutigen Platz verfrachtet wurden. Für diese Auffassung spricht nicht nur die verhältnismäßig geringe Ausdehnung der Vorkommnisse I bis III (wobei II eigentlich aus zwei getrennten, aber ganz benachbarten Vorkommnissen besteht), sondern es spricht dafür noch der Umstand, daß sich in dem II umgebenden Plagioklastrachyt öfters kleinere Trümmer von körnigen Gesteinen finden, welche den körnigen Gesteinen von I bis III völlig gleichen. Der Transport aus größerer Tiefe ist um so wahrscheinlicher, als in Fällen, wo in den Euganeen Trachytkörper Hunderte von Metern tief erschlossen sind, nur eine unmerkliche Änderung der Gesteinsstruktur eintritt.

Nicht nur im Auftreten solcher größerer Schollen von körnigen Gesteinen in der Gegend von Cingolina ist eine Stütze für das Vorhandensein des Haupteruptionszentrums der Euganeen in dieser Gegend erbracht, diese Ansicht wird noch gestützt durch die intensiven Zersetzungserscheinungen und die tiefe Denudation in diesem Teile der Euganeen, weiters durch das oftmalige Auftreten von Mineralen, die in den Euganeen sonst seltener sind, wie von Pyrit, von Opal, ferner durch das Vorkommen von gröberkörnig struierten Schlieren im Plagioklastrachyt, die den Sekretionsschlieren von Nepheliniten in Nephelinbasalten vergleichbar sind, lauter Erscheinungen, die für intensive Wirkung von Gasen und Dämpfen sprechen, wie sie für ein Haupteruptionszentrum wahrscheinlich sind.

Der Plagioklastrachyt der Umgebung von Cingolina selbst ist gleichfalls von sehr wechselndem Aussehen, das zwar zum Teil dadurch bedingt ist, daß die frischen Partien meist etwas dunkler sind, die zersetzten gelbbraun und mürbe, zum Teil aber auch dadurch, daß die Menge der dunklen Gemengteile (Hornblende, Biotit, Magnetit, Augit) sehr schwankt.

Immer aber ist Plagioklas reichlich vorhanden. Die Hauptmasse dieses Plagioklastrachytes zeigt eine den übrigen Plagioklastrachyten der Euganeen völlig gleiche Grundmasse. Die Kontaktverhältnisse desselben sprechen deutlich für intrusiven Charakter; vielfach ist das Dach der jetzt sehr stark abgetragenen Intrusion zertrümmert; großenteils war es durch Kreide gebildet, welche jetzt noch überall am Kontakt starke Metamorphose (feinkörniger Marmor mit mikroskopischem Granat, jedoch keinen Wollastonit) aufweist und vom Intrusivkörper abfällt.

Noch soll bemerkt werden, daß im Plagioklastrachyt vielfach schollen- oder gangartige liparitische Gesteinsmassen aufsetzen.

2.

Die bisherigen Aufnahmen in den Euganeen haben eine eigenartige Position der Gangmassen ergeben. Weitaus am kräftigsten tritt in den Euganeen ein Liniensystem in Erscheinung, das die Richtung SO—NW aufweist. Dies ist unverkennbar die Richtung des Schiobruchsystems. Ein zweites Gangsystem bevorzugt die Richtung WSW—ONO, ein drittes SW—NO. Deutlich prägt sich so das schon vor längerer Zeit[1] ausgesprochene Dominieren der Ganglinien parallel den Alpen und Appenin oder, wenn man will, parallel den Dinarischen Alpen im Osten aus; auch für das dritte Gangsystem findet sich eine tektonische Linie in den benachbarten Alpen.

Wir sehen so, daß im Grundplan der Euganeen unzweifelhaft tektonische Linien sich wiederspiegeln; wir können sonach den Anstoß zur Entwicklung der vulkanischen Erscheinungen in den Euganeen auf tektonische Ursachen zurückführen. Andrerseits ist aber auch unleugbar eine Tendenz zu radialstrahliger Position der Gesteinsgänge in den Euganeen vorhanden, welche Tendenz Suess und Reyer erkannten und sie zum Aufsuchen für das Eruptionszentrum in den Euganeen verwendeten. Das Zentrum liegt aber nicht

[1] Mitteil. d. naturw. Ver. d. Univ. Wien, 1905.

beim Mt. Venda, sondern unzweifelhaft in der Gegend von Cingolina-Galzignano. Hier sind auch mehr als anderswo sowohl die Massengesteine als auch die Sedimente in weitestgehender Weise zertrümmert und mit Eruptivgesteinsgängen durchsetzt.

Punkte, die eine mindest einmalige eruptive Stoßwirkung durch mehr weniger zentripetale Gangposition verraten, sind noch der M. Zogo bei Galzignano, die Gegend ostnordöstlich des M. Venda-Gipfels, weniger deutlich M. Orsaro; diese Gebiete liegen gleichfalls im mittleren Teile der Euganeen.

Den ausführlicheren Darlegungen in den Mineralogisch-petrographischen Mitteilungen wird eine Kartenskizze beigegeben sein, auf der diese Verhältnisse klar ins Auge springen. Auch auf eine Reihe anderer interessanter hierher gehöriger Fragen soll dort eingegangen werden.

3.

Schon in den ersten Aufnahmsjahren wurde das früher nicht bekannte Vorhandensein von Tuffröhren[1] in den Euganeen festgestellt. Die vorjährigen Aufnahmen schlossen den früher erkannten basischen und liparitischen Tuffröhren noch trachytische an. Ihre vornehmliche Entwicklung haben letztere in der Umgebung von Cingolina. Drei größere solche Kraterschlote wurden festgestellt. Der umfangreichste und best aufgeschlossene liegt im Tale Pavajone (nordwestlich Galzignano) und enthält vornehmlich Material jenes Plagioklastrachytes, der die Umgebung von Cingolina bildet.

Der zweite weniger gut aufgeschlossene, aber vermutlich gleichfalls ziemlich umfangreiche Schlot liegt südöstlich des M. Siesa im Tale des Baches Lio. Sein Material ist zum Teile Trachyt des M. Rua, zum Teile Plagioklastrachyt, zum Teile liparitisches und anderes Gestein.

Der dritte trachytische Tuffschlot liegt am Ostabhang des M. Venda. Sein Füllmaterial ist vorwiegend Plagioklastrachyt.

Für die Beurteilung des Alters dieses trachytischen Breccienmaterials ist von großer Bedeutung, daß es der

[1] Siehe hierzu Min. petr. Mitt., Bd. XXVII, p. 406.

benachbarten Kreide nirgends eingeschaltet erscheint, sondern an derselben abstößt.

Gesteinsmassen, welche dem Füllmaterial dieser trachytischen Tuffröhren gleichen, finden sich in den Euganeen sonst sehr selten. Etwas erinnern an sie breccienartig ausgebildete Plagioklastrachyte nördlich M. Alto und nordöstlich M. Cimisella, ferner solche südlich der großen Zovonintrusion.

Häufiger als brecciöse trachytische Gesteine trifft man in den Euganeen in Schloten basaltisches und liparitisches Gesteinsmaterial. Im Bereich des vorjährigen Aufnahmsgebietes wurde zwar nur eine basaltische Tuffröhre bei Cote 358 (südöstlich M. Peraro) aufgefunden, dafür aber mehrere liparitische Tuffschlote. Solche finden sich an zwei Stellen des Südostabhanges des M. Orbieso am M. d. Basse, am Nordhang des M. Rua und nahe dem Siesaeinschnitt. Wichtige solche Gebilde sind ein Teil des M. Orsaro, die Kuppe der Cote 367 (südöstlich M. Venda) und ein Teil des M. Bajamonte. Der weitaus größere Teil der liparitischen Tuffröhren liegt also nach dem Gesagten gleichfalls in der Umgebung von Galzignano-Cingolina.

Eruptive Oberflächengebilde.

Von eruptiven Oberflächengebilden wurden im Vorjahre dem Studium unterzogen, das Hypersthenandesitgebiet der Sieva und das liparitische Brockentuffgebiet südlich M. Alto, ferner der Ostanteil des M. Venda.

Das geologisch Wichtigste über die ersten beiden Gebilde, soweit es sich dort um wirkliches eruptives Oberflächenmaterial handelt, wurde durch die Arbeiten Suess', Reyer's und ihrer Vorgänger in treffender Weise bereits festgestellt. In petrographischer Hinsicht jedoch werden die später zu publizierenden Untersuchungen manches interessante Neue bringen, so vor allem die Beziehungen der dortigen Trachyte zu den Lipariten, das Auftreten von Olivinbasalten und von Andesiten mit sehr großen Hornblendeeinsprenglingen im Bereich des M. Alto und den Zusammenhang dieser Gesteine mit dem Hypersthen-

andesit des M. Sieva, endlich die Kontaktgrenze des letzteren gegen die Liparite.

Im Venda-Gebiet konnte eine Reihe wichtigerer neuer Beobachtungen gemacht werden. So wurden vor allem für die aus den vorausgegangenen Aufnahmsarbeiten der ersten Jahre erfolgte Deutung des M. Venda, M. Vendevole und M. Faedo als Durchbruch, verknüpft mit deckenartigem Erguß, neue Stützpunkte gewonnen. Das Venda-Gestein, ein sehr feinkörniger, fast dichter weißer Liparit (nicht Tuff) lagert zum großen Teil auf einem Mergelhorizont, der über basischem Brockentuff liegt und welcher mit dem Namen Intermediärmergel bezeichnet werden soll. An zahlreichen Stellen ist diese Auflagerung klar erschlossen, seltener liegt Liparit direkt auf Tuff. Dieser Intermediärmergelhorizont ist nicht nur vom geologischen Interesse, sondern auch hinsichtlich der menschlichen Siedelungen, denn er bedingt einen Quellhorizont an mehreren Stellen der Basis des Vendagesteins. Ähnliches wie für das Vendagebiet gilt für einen Teil des M. Bajamonte.

So ergibt sich denn in dem von früheren Bearbeitern relativ einförmig in der Gesteinswelt gehaltenen Gebiet Galzignano—Cingolina—Venda—Rua eine ungeahnte Mannigfaltigkeit petrographischer Typen, zugleich ein komplizierter geologischer Aufbau, der aber dafür nicht nur gestattet, den ehemals subaeren Bildungen des Vulkangebietes ein Augenmerk zuzuwenden, sondern der auch in das Innere der einstmaligen Feuerberge einen Blick tun läßt.

Intrusionen.

Schon durch die ersten Aufnahmen des Autors war unzweifelhaft sichergestellt, daß ein Großteil der die Landschaft beherrschenden Bergformen der Euganeen bedingt sei durch intrusive Kerne. In den Bereich der vorjährigen Aufnahmen fiel einer der interessantesten dieser Kerne, der M. Ventolone. Seine Liparitintrusion steckt an der Südwestseite bis nahe am Gipfel des Berges in Kreide. Diese fällt am Liparitkontakt unter beträchtlicher Neigung vom Berge ab. Die aufrichtende Wirkung des Intrusivkernes macht sich im Sediment noch 1 *km* nach West, Südwest und Süd geltend. Auf der Südost- und Ostseite

ist die Denudation weiter vorgeschritten und man findet die Kreidestraten horizontal lagernd; im Norden ist der Liparitkern fast bis ins Niveau der Ebene aufgeschlossen; die etwas weiter nördlich anstehende Kreide ist im großen und ganzen horizontal. Man befindet sich also nahe der Basis der Intrusion. Im Nordosten aber sieht man wiederum das Dach der Intrusion: unter etwa 30° vom Berg abfallende Kreide. Aufschlüsse und Konstruktion lehren, daß der Intrusivkörper des M. Ventolone von brotlaibartiger Form ist und daß es sehr wahrscheinlich ist, daß er ehedem zum größten Teil in Kreide gehüllt war. Von den Intrusionen der Euganeen zeigt der M. Ventolone am vollkommensten die Lakkolithengestalt.

Nordwestlich vom M. Ventolone liegt der M. Orbieso. Dieser besteht großenteils aus Alkalifeldspattrachyt. Der Trachytkörper hatte ehemals gleichfalls lakkolithischen Charakter und zwar vermutlich in der Form des Hemilakkolithen.[1] Sehr interessant an diesem Berg ist der Umstand, daß an seiner Ost- und Südseite die Basis der Intrusion erschlossen erscheint.

Ein drittes ziemlich verwickeltes Beispiel einer Intrusion lieferte der liparitische M. Peraro. Dieser Berg ist besonders dadurch merkwürdig, daß an manchen Stellen das Dach, an manchen die Basis der Intrusion dem Studium unterzogen werden kann. Eine Reihe von Aufnahmsdetails lehrte, daß diese Intrusion mit größter Wahrscheinlichkeit das Dach mannigfach zertrümmert hat und Magma an die Erdoberfläche treten ließ.

Die mächtige Plagioklastrachytintrusion um Cingolina wurde bereits erwähnt.

Die geologischen Verhältnisse des dominierenden Trachytkörpers des M. Rua machten seine Aufnahme zu einer interessanten. Während das Westende dieser Trachytmasse, welche wenigstens teilweise intrusiven Charakter hatte, noch in basischem Tuff, Mergel usw. steckt, trifft man im Südosten, Osten und Norden des M. Rua tertiäre Mergel, und zwar als die Basis des Trachytes.

---

[1] Festschr. des naturw. Ver. der Univ. Wien, 1907.

Von ziemlich unregelmäßiger Form, jedoch von bedeutender räumlicher Entwicklung wurde endlich die Plagioklastrachytintrusion im nordöstlichen Teile des Sievagebietes befunden. Es konnte festgestellt werden, daß das Dach der Intrusion in mannigfacher Weise zertrümmert worden ist und das Trachytmagma durch die entstandenen Spalten aus der Intrusion an die Oberfläche gedrungen ist.

Von dieser Intrusion unabhängig findet sich noch eine lakkolithische Trachytmasse im M. Castellone (westlich M. Sieva).

So lieferte also auch das Vorjahr wichtige Stützpunkte für die schon früher[1] ausgesprochene Ansicht, daß die Intrusionen der Euganeen als lakkolithisch anzusprechen seien, daß sie aber vielfach sehr unregelmäßige Form besitzen und oft Anhaltspunkte für die Effusion der Magmamassen aus der Intrusion gewähren Daß solche Effusionen notwendige Folgeerscheinungen gewisser Formen der Intrusionen sind, wird in der früher genannten Abhandlung in den Mineralogisch-petrographischen Mitteilungen dargelegt werden.

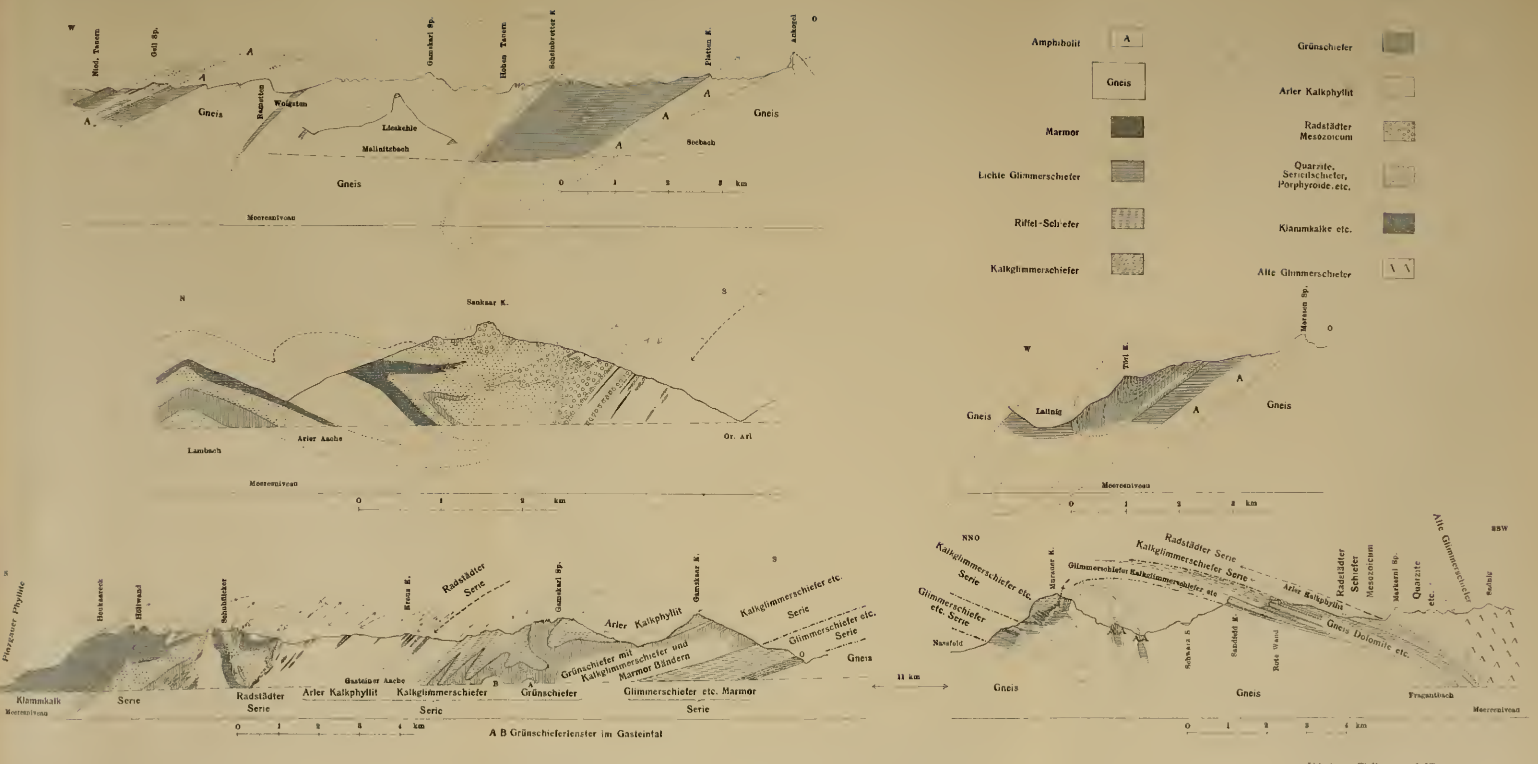
Trotzdem die vorjährige Aufnahme eine Reihe anderer bemerkenswerter Beobachtungen ergeben hat, müssen diese doch den späteren ausführlicheren Berichten vorbehalten bleiben, nur sei noch zweier für die Euganeen allgemein gültiger Erscheinungen gedacht. Die erste betrifft die verhältnismäßig geringe Kontaktmetamorphose der Sedimente im Hangenden der Liparit-, Trachyt-, Andesit- und Basaltintrusionen. Dies darf aber nicht etwa in dem Sinne gedeutet werden, als würde dies eine Infragestellung der Realität der Intrusionen zur Folge haben. Es konnte festgestellt werden, daß auch an größeren Eruptivgesteinsgängen die Metamorphose der Sedimente am Kontakt vom selben Charakter ist. Von besonderer Wichtigkeit für diese Frage war aber das Auffinden der Basis an manchen Intrusivkörpern. Hier zeigt nun das gleiche Maß der Metamorphose wie jenes am Dach der betreffenden Intrusion deutlich, daß der Grund der geringeren Metamorphose im zugehörigen Intrusivmagma liegt. Als einfachste Ursache

[1] Festschr. des naturw. Ver. der Univ. Wien, 1907.

kann relativ niedrige Temperatur und Armut an Gasen angegeben werden. Beides verleiht diesem Magma höhere Viskosität und geringere Explosivwirkung, daher die Tendenz zur Intrusion. Eine Begleiterscheinung dieser Umstände ist auch das Fehlen von Anzeichen für eine in größerem Maße stattgehabte Assimilation durch das intrudierende Magma.

Die zweite für die Euganeen allgemein gültige Erscheinung ist, daß die spezifischen Gewichte der Gesteine der Intrusivkerne und jene der die Dächer der Intrusionen bildenden Sedimente, Tuffe usw. nur wenig voneinander differieren. Diese Eigentümlichkeit und einige andere, welche später detailliert behandelt werden sollen, lassen verstehen, warum in den Euganeen die Intrusionen so außerordentlich verbreitet sind.





Lith. Anst v Th.Bannwarth, Wien